

ITINERARIO PALEONTOLÓGICO POR EL CERRO DE LA CRUZ (SIERRA DE RECLOT)

Jesús E. Caracuel¹, Sixto R. Fernández-López², José E. Tent-Manclús¹ y Alfonso Yébenes¹

1. DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y DEL MEDIO AMBIENTE (UNIVERSIDAD DE ALICANTE).

2. DEPARTAMENTO DE PALEONTOLOGÍA (UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID).

1. INTRODUCCIÓN

El patrimonio geológico y paleontológico de la provincia de Alicante es rico, diverso y de alto interés científico, como queda evidenciado por los frecuentes hallazgos de yacimientos singulares de fósiles de vertebrados e invertebrados, tanto terrestres como marinos. En esta región afloran extensamente materiales sedimentarios, con edades que abarcan desde el Triásico hasta el Cuaternario, que fueron depositados en ambientes muy diversos, desde continentales hasta marinos someros (costeros y de plataforma) y profundos (taludes y cuencas). Por esta razón, en esta región los yacimientos de fósiles son abundantes y variados, tanto en lo que se refiere a los taxones presentes como a los estados de conservación de los fósiles.

Los materiales de edad jurásica que afloran en la provincia de Alicante ejemplifican esta diversidad de ambientes de depósito y por ende de fósiles y modos de fosilización. Por una parte, hacia el Norte y Noreste de la provincia afloran facies someras de plataforma, relativamente próximas a la costa, con asociaciones de organismos mayoritariamente bentónicos de aguas poco profundas (por ejemplo, corales y algas). En cambio, en el Suroeste (Sierras de Crevillente y Reclot) dominan los ambientes marinos abiertos con asociaciones fósiles que incluyen restos de invertebrados bentónicos (braquiópodos, equinodermos, crinoides) y necto-planctónicos (ammonites y belemnites).

Como ejemplo de este último contexto paleogeográfico se ha seleccionado un afloramiento con materiales del Jurásico Inferior y Medio situado en el Cerro de la Cruz (Fig. 1) de la Sierra de Reclot (término municipal de La Romana; Hoja 870, Pinoso, a escala 1: 50.000).

Al perfil se accede por la carretera que enlaza las localidades de La Romana y La Algueña (CV-840). Los mejores niveles fosilíferos, numerosos, bien expuestos y con excelente continuidad lateral, se sitúan en un pequeño barranco de la ladera sur del Cerro de la Cruz. El recorrido a pie por el afloramiento incluye siete paradas en una distancia aproximada de 2 km. Todo el itinerario transcurre campo a través por las vertientes del barranco, aunque no resulta peligroso ni difícil de transitar (Fig. 2).

Este afloramiento, que es bien conocido desde hace tiempo (Jiménez de Cisneros 1910, 1912, 1915, 1926 y 1927), posee buenas condiciones de exposición y una importante riqueza y diversidad de fósiles entre los que destacan los ammonites y los braquiópodos. Recientemente ha sido estudiado por García-Hernández *et al.* (1988), Iñesta (1988), Fels (1995), Nieto Albert (1997) y Sandoval y Checa (2002). Desde el punto de vista patrimonial puede ser considerado como uno de los yacimientos más notables del Jurásico Inferior del sureste de España debido a la excelente conservación de los fósiles. Por otra parte, su contexto paleogeográfico convierte a este afloramiento en un punto clave

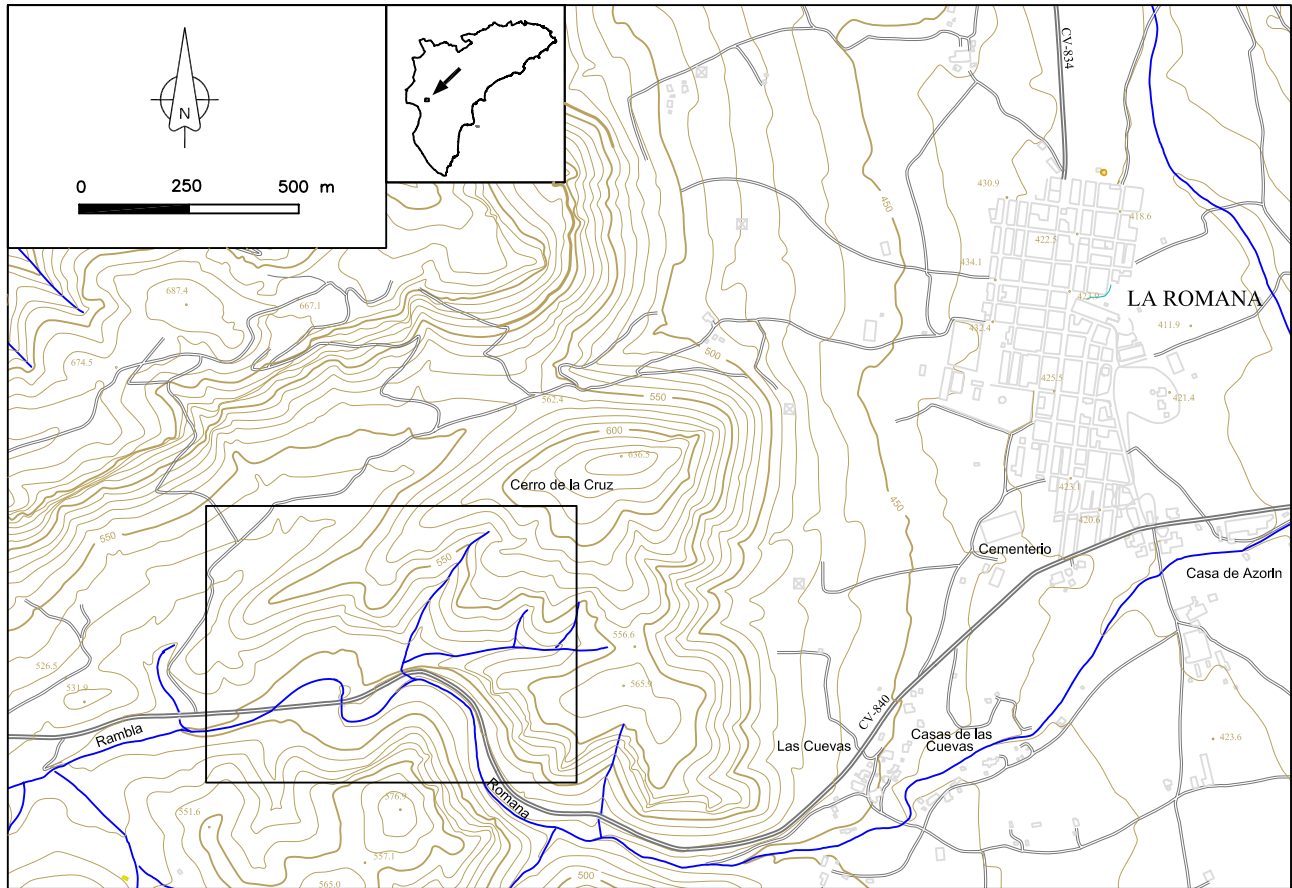


Figura 1. Mapa topográfico del área de estudio (recuadro) con accesos desde La Romana.

para la interpretación paleoambiental de los depósitos que se acumularon en las plataformas epiocénicas mesozoicas (desarrolladas en bloques levantados en medios oceánicos alejados del continente). En efecto, en este punto es posible precisar la importancia de los diferentes factores paleotectónicos, sedimentarios, paleoecológicos y tafonómicos que actuaron en este tipo de plataformas, tan características del Jurásico de la Cordillera Bética.

2. OBJETIVOS DEL ITINERARIO

El Cerro de la Cruz es una zona muy favorable para aprender a reconocer diferentes tipos de invertebrados fósiles, especialmente de ammonites y braquiópodos, pero también de crinoides, belemnites, corales solitarios, bivalvos, gasterópodos y equinodermos, entre otros.

Además, este afloramiento permite afrontar problemas tafonómicos de gran interés. Recordemos que

la tafonomía se ocupa del estudio de los procesos de fosilización y de la formación de los yacimientos de fósiles. En estos procesos se suelen distinguir dos etapas: la bioestratinómica, que se ocupa de las modificaciones experimentadas por los restos desde que son producidos hasta que se entierran, y la fosildiagenética, que incluye todos los procesos que les afectan tras su enterramiento.

Por otra parte, se pretende mostrar cómo el análisis tafonómico y paleoecológico puede permitir la reconstrucción tanto de los paleoambientes en los que vivieron los organismos productores de los restos, como de los procesos y ambientes bioestratinómicos y fosildiagenéticos que condujeron a su fosilización.

El contexto paleotectónico de esta región durante el Jurásico también permite plantear algunas de las relaciones existentes entre los procesos sedimentarios y la tectónica. Así, en estos afloramientos se pueden observar algunos ejemplos de fallas listricas sinsedimentarias generadas en un contexto distensivo (Fig. 3). Una

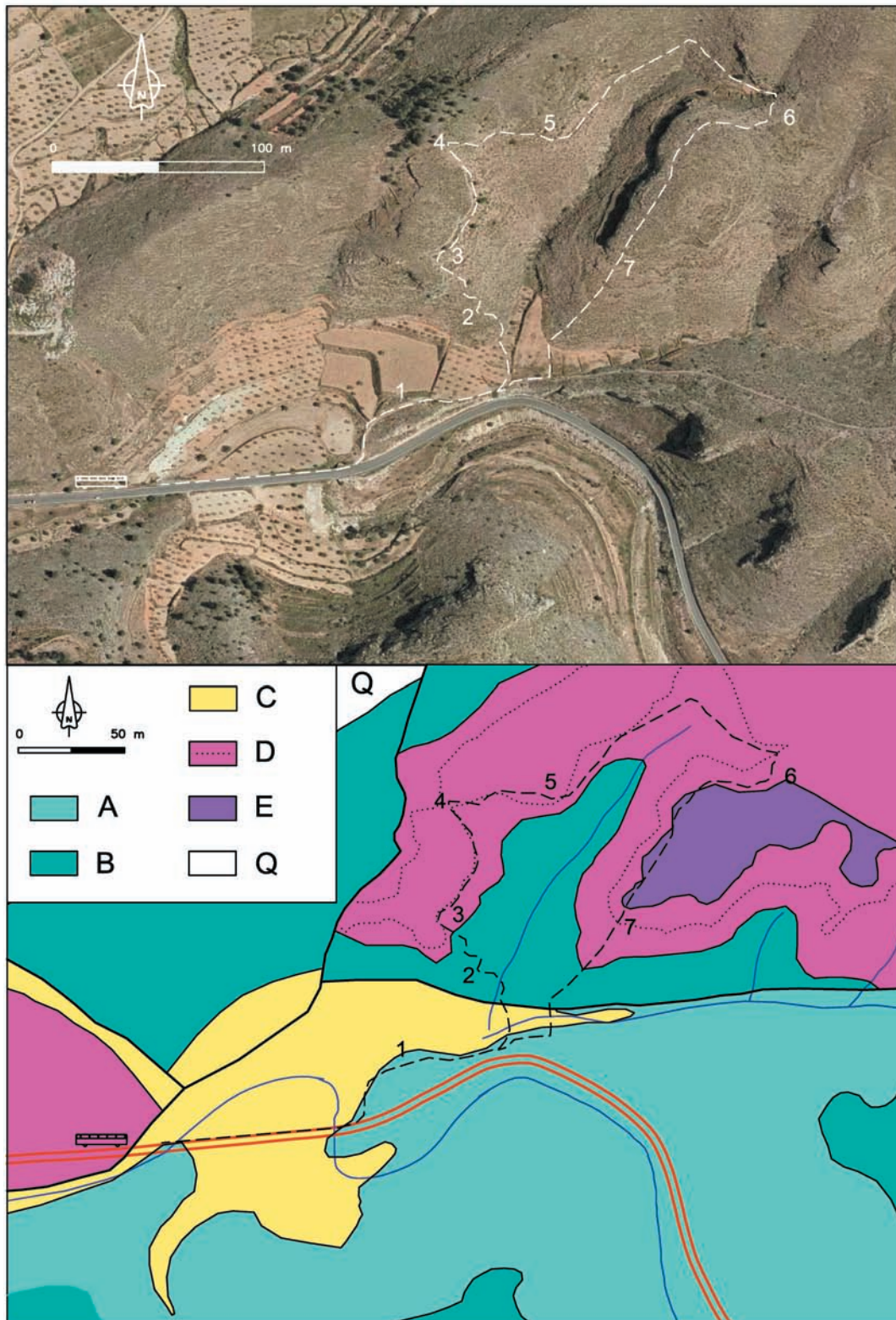


Figura 2. Fotografía aérea (superior) y mapa geológico (inferior) de la zona de estudio con la situación del itinerario. Clave litológica: A: calizas masivas blancas, B: calizas oscuras con braquiópodos, C: margas y calizas amarillentas, cubiertas por suelos cuaternarios, D: calizas rosadas, nivel centimétrico ferruginoso (línea de puntos), calizas grises con estratificación cruzada (sobre la línea de puntos), E: calizas micríticas blancas y Q: Cuaternario.



falla lítrica es una falla normal con plano de falla curvo que tiende a enraizarse en profundidad en un nivel de despegue horizontal. Asociadas a las fallas lítricas aparecen fallas menores que reciben los nombres de sintéticas o antitéticas, según si su plano de falla buza a favor o al contrario que la principal.

Finalmente, se pretende que los participantes valoren el yacimiento desde un punto de vista patrimonial, teniendo en cuenta la Ley del Patrimonio Cultural Valenciano actualmente vigente.

(véase el trabajo histórico de Bonnin *et al.*, 2002) o Blumenthal (1927) hasta las monografías más recientes de Martín-Algarra (1987) o Tent-Manclús (2003). Tradicionalmente, se han propuesto múltiples esquemas de división de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, que asumen para el Jurásico post pliensbachense (supracarixense en García-Hernández *et al.*, 1980) una paleogeografía de surcos y umbrales formados por plataformas epiocéánicas. Para una información detallada sobre los aspectos paleogeográficos del Jurásico bético se remite a Alfaro *et al.* (2002).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

Los materiales mesozoicos de las Zonas Externas de la Cordillera Bética constituyen la cobertera sedimentaria del margen S-SE de la Placa Ibérica. En su evolución es posible diferenciar dos grandes etapas: la etapa de margen pasivo (Triásico-Cretácico Superior; de hace 220 a 65 Millones de años) y la etapa de formación de la Cordillera Bética (Paleógeno-Mioceno Inferior y Medio). De acuerdo con un esquema común a otras cordilleras perimediterráneas, el Orógeno Alpino Bético se divide en dos grandes zonas: las Zonas Internas (principalmente metamórficas) y las Zonas Externas (no metamórficas, que se sitúan al NW de las anteriores). Las Zonas Externas han sido ampliamente estudiadas desde los trabajos pioneros de la «Mission d'Andalousie»

Rasgos sobre la evolución jurásica del Subbético

Al comienzo del Jurásico Inferior, el paleomargen sudibérico (situado al sur de la Placa Ibérica) estaba ocupado por una extensa plataforma carbonática somera que se vio afectada por una fracturación incipiente, resultante de las primeras fases del rifting de Pangea, que condujo al desarrollo de fallas lítricas. La actividad de estas fallas, durante el Sinemuriense terminal (hace 196 Millones de años), provocó la ruptura y compartimentación de la antigua plataforma. De esta manera, se diferenció una cuenca subsidente al sur (Dominio Subbético) con sedimentación de materiales pelágicos y hemipelágicos en surcos y umbrales, respecto a otra zona próxima al continente (Dominio Prebético) donde

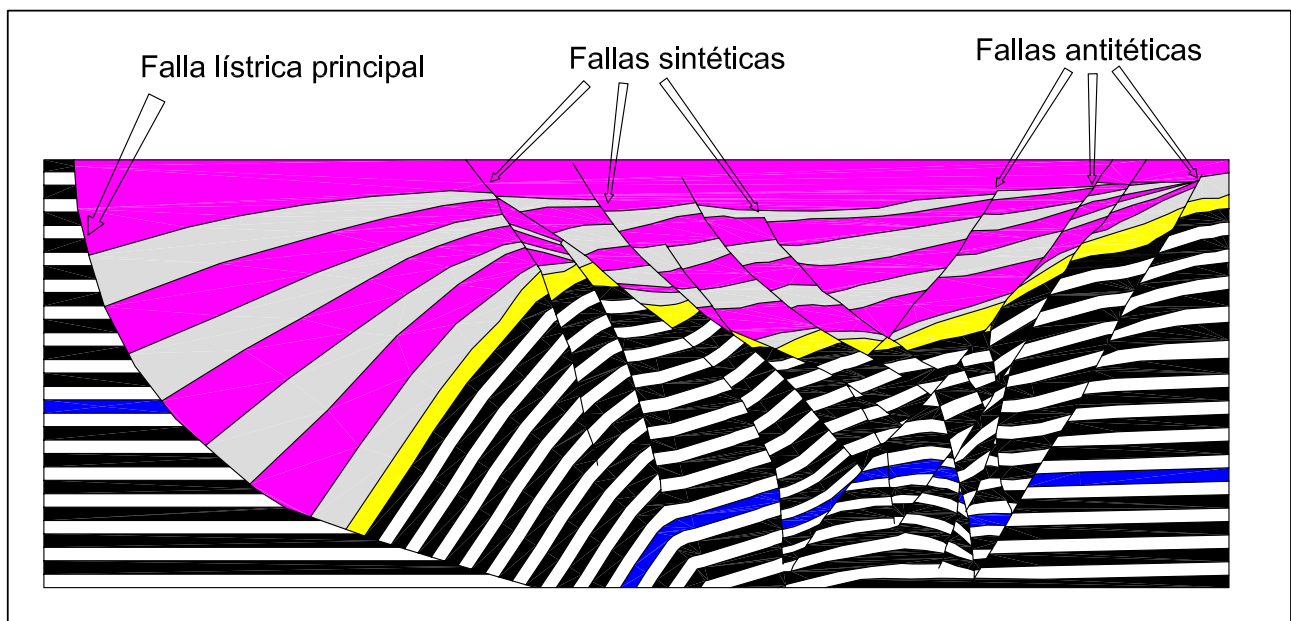


Figura 3. Esquema de una falla lítrica realizado a partir de modelos analógicos de caja de arena. Las fallas sintéticas buzan en el mismo sentido que la falla lítrica principal mientras que las antitéticas lo hacen al contrario.



continuó la sedimentación de plataforma. En este régimen distensivo, el basculamiento de los bloques, unido a descensos del nivel del mar, provocó emersiones que dieron lugar a procesos de karstificación, a veces de gran envergadura (Vera, 1988). En la evolución de esta etapa de rifting el ascenso del nivel del mar, que tuvo lugar durante el Pliensbachense (hace unos 190 Millones de años), provocó el depósito de niveles calizos condensados que colmataron las irregularidades producidas en la etapa de fracturación.

Durante el Jurásico Medio persiste en el Dominio Subbético este dispositivo de surcos subsidentes y umbrales. En los surcos se depositaron ritmitas calizo-margosas, radiolaritas e intercalaciones volcánicas submarinas, mientras que en los altos fondos se acumularon facies condensadas de tipo «ammonítico rosso» o calizas con sílex. El final de la etapa de rifting y el comienzo de la oceanización coincide con una amplia discontinuidad, caracterizada por el desarrollo de superficies encostradas múltiples, diques neptúnicos (sedimentos pelágicos que rellenan grietas del fondo marino) y karstificaciones. La compleja historia sedimentaria, resultado de una subsidencia tectónica,

persiste hasta el inicio del Jurásico Superior, en que comienza a estabilizarse debido a que la subsidencia se hace predominantemente térmica.

Durante el Jurásico Superior en los altos estructurales predominaba la sedimentación condensada en facies ammonítico rosso, calizas nodulosas rojas y calizas pelágicas fosilíferas, (Seyfried, 1979; Molina Camara, 1987), donde son comunes las superficies de erosión, las superficies encostradas y los diques neptúnicos (Vera, 1988). Por el contrario, en los surcos, cuya profundidad se estima en 1000-1500 m, la sedimentación correspondía a margas radiolaríticas y ritmitas calco-margosas de carácter turbidítico, aunque localmente, las erupciones volcánicas submarinas construyeron edificios sobre los que se depositaron facies ammonítico rosso (Comas, 1978). Al final del Jurásico Superior y durante el Cretácico Inferior las diferencias fisiográficas fueron disminuyendo como se pone de manifiesto por el depósito generalizado de ritmitas calco-margosas, aunque con slumps (deslizamientos submarinos) y brechas intraformacionales (slump más evolucionados que dan lugar a brechificación).

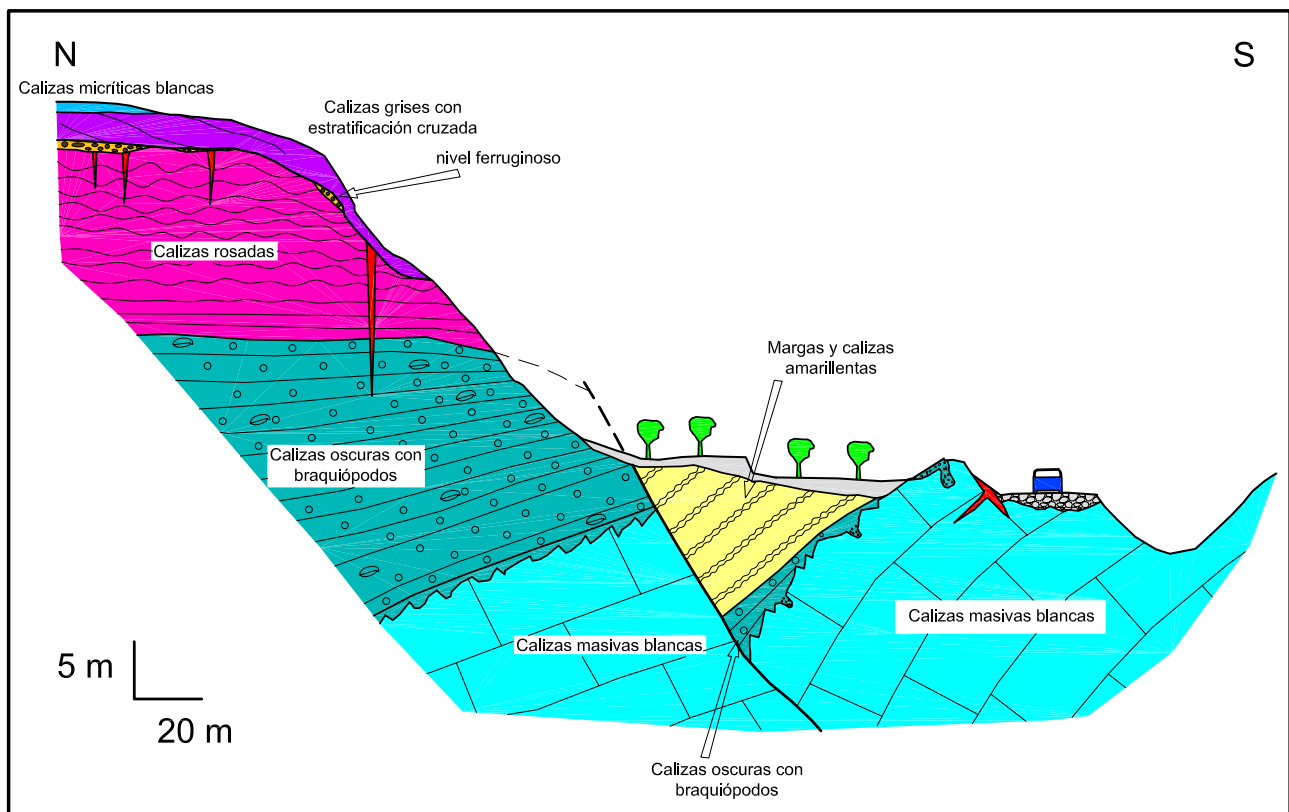


Figura 4. Corte en dirección N-S mostrando los materiales estudiados.



La sección estratigráfica del Cerro de la Cruz

La sucesión estratigráfica que aflora en este punto comienza con **calizas masivas blancas** (Figs. 2, 4), de textura wackestone (100 m de potencia) que contienen gasterópodos, bivalvos y foraminíferos bentónicos, además de intraclastos, peloides y oolitos dispersos. Los fósiles no permiten precisar su edad, aunque por su posición estratigráfica se asignan, con reservas, al Sinemuriense (Jurásico Inferior, hace unos 201 a 195 Millones de años). Esta unidad litológica se formó en una plataforma carbonática proximal protegida. En su interior se observan bolsadas ricas en fósiles (crinoides y braquiópodos) que corresponden a diques neptúnicos (rellenos sedimentarios de fracturas o fisuras abiertas en el fondo marino), formados como consecuencia del desarrollo de fallas lítricas que segmentaron y rompieron la plataforma del Jurásico Inferior, así como por el desarrollo de cavidades kársticas.

Por encima de una superficie muy irregular se dispone la unidad de **calizas oscuras con braquiópodos** (Fig. 4), grises o rojizas por alteración, en bancos gruesos, algunos de los cuales muestran superficies de estratificación con encostramientos ferruginosos incipientes (*hard grounds*). El tramo inferior de esta unidad, de colores más claros, se dispone de manera irregular rellenando depresiones desarrolladas sobre las calizas masivas blancas, mientras que el tramo superior es más homogéneo, presenta mayor continuidad lateral y está constituido por estratos de 0'2 a 1 m de espesor. En la parte baja de la unidad abundan los artejos de crinoides que llegan a constituir encrinidas. Iñesta (1988) cita la presencia de ammonites la base del Pliensbachense inferior (hace 190 Millones de años). Los materiales son interpretados como depósitos de medio marino pelágico no excesivamente profundo. El tramo estratificado superior, de espesor muy variable, correspondería a la colmatación de las depresiones creadas por la actividad de las fallas lítricas. La falta de sedimentación, producida tras cada pulso de subsidencia tectónica, favoreció el desarrollo de superficies sedimentarias encostradas (*hard grounds*) en un ambiente reductor sometido a corrientes ocasionales donde se generó glauconita.

Sobre estos materiales, puede aparecer localmente la unidad de **margas y calizas amarillentas** (recubiertas por depósitos cuaternarios en el perfil del Cerro de la Cruz) que, por correlación con las sierras de Algayat y Crevillente, se atribuye al Pliensbachense Superior - Toarciense Medio (Tent-Manclús, 2003; de 190 a 185

Millones de años). Se trata de margas y calizas amarillentas en estratos decimétricos, con superficies de estratificación muy irregulares, que se depositaron en una amplia extensión regional y muestran importantes variaciones de espesor. El hecho de que sólo su parte inferior esté afectada por fallas permite afirmar que estos materiales rellenaron las depresiones y suavizaron los relieves preexistentes del fondo (Tent-Manclús, 2003).

En la sección visitada (Fig. 4), sobre las calizas oscuras con braquiópodos aparecen directamente 20-25 m de **calizas rosadas**, sin que medien las margas y calizas amarillentas. En la parte inferior aparecen capas incipientemente nodulosas que, hacia la parte superior, se hacen más resistentes, adquieren un aspecto claramente noduloso y se enrojecen progresivamente hasta alcanzar un color rojo intenso (facies rojo Alicante). Abundan los filones y diques neptúnicos que incorporan ammonites con costras ferruginosas y nódulos ferruginizados procedentes del nivel suprayacente.

Sobre este tramo, aparece un **nivel centimétrico ferruginoso** donde se enraízan tanto los diques neptúnicos que afectan a las calizas rosadas (y eventualmente a las calizas oscuras con braquiópodos) como pequeñas fallas sinsedimentarias. En detalle, este nivel, de algunos centímetros de espesor, está constituido por calizas rojas con pequeños nódulos ferruginosos y ammonites encostrados por óxidos e hidróxidos metálicos, a las que se superpone una costra negra finamente laminada, en la que alternan láminas de carbonato y de óxidos e hidróxidos metálicos, que puede contener foraminíferos textuláridos (Fels, 1995). Localmente, este nivel puede ser muy complejo y mostrar varios episodios de calizas rojas, con nódulos ferruginosos, y de costras negras ferruginosas. Los ammonites que se han muestreado en diversos puntos de este nivel presentan edades que varían entre el Toarciense Inferior (Jurásico Inferior; 188 Millones de años) y el Aalenense (Jurásico Medio; 178 Millones de años). Sin embargo, conviene tener en cuenta que la mayoría de estos ammonites son fósiles reelaborados, es decir, restos que tras su enterramiento inicial fueron exhumados y volvieron a ser enterrados en sedimentos más recientes.

Sellando esta discontinuidad y los diques neptúnicos asociados, aflora una unidad de 2 a 5 m de espesor de **calizas grises con estratificación cruzada** (rosadas a blanquecinas en corte fresco), que determinan un pequeño escarpe en el afloramiento. En algunos puntos se observa que las fallas sinsedimentarias, que actúan



Figura 5. Panorámica del corte de la carretera que muestra el techo irregular de las calizas masivas blancas. Nótese la morfología de los diques y las oquedades irregulares donde se acumularon los restos de crinoides y braquiópodos.

fundamentalmente durante el depósito del nivel centimétrico ferruginoso, también afectan a estas calizas grises. A techo de este nivel se desarrolla una superficie erosiva en la que se observan restos de ammonites que pueden corresponder al Bajociense (176-169 Millones de años), pero el estado de conservación de los ejemplares encontrados no permite una determinación taxonómica a nivel específico.

Los materiales jurásicos que afloran en este sector finalizan con varios metros de la unidad de **calizas micríticas blancas** que se alteran a colores gris claro (ceniza). Se interpretan como materiales depositados en un medio marino pelágico alejado de los aportes terrígenos del continente.

4. ITINERARIO GEOLÓGICO

Parada 1. Niveles con alta concentración de braquiópodos y crinoides

Localización

La primera parada del itinerario (Fig. 2) se realiza al pie de la carretera, en el contacto entre las calizas masivas blancas y las calizas oscuras con braquiópodos (Fig. 4). En el desmonte del propio talud de la carretera (Fig. 5) se puede observar el techo de las calizas masivas blancas con desarrollo de fisuras verticales y cavidades irregulares que a veces están tapizadas por precipitados



de calcita y óxidos e hidróxidos metálicos. Estas bolsas, irregulares y discontinuas, del techo de las calizas masivas blancas se encuentran rellenas por el primer tramo de la unidad suprayacente de calizas oscuras con braquiópodos.

Descripción

Tanto los materiales del relleno como los primeros niveles continuos que recubren el paleorrelieve son muy ricos en fósiles de organismos bentónicos como braquiópodos y crinoides, así como, en menor grado, bivalvos, gasterópodos y algas calcáreas. Algunas oquedades están rellenas exclusivamente por artejos desarticulados de crinoides (grainstone de crinoides o encrinitas), mientras que en otras se observan restos escasos de bivalvos y gasterópodos. Aparecen también niveles con abundantes braquiópodos (Fig. 5) que fueron estudiados por Lñesta (1988), quien reconoció los géneros *Liosperiferina*, *Securina* y *Zeilleria*, entre otros. Estos braquiópodos, con tamaños muy uniformes, conservan las conchas y, cuando las valvas permanecen articuladas, suelen conservarse huecos o con relleno calcítico macrocristalino pero sin relleno sedimentario. No obstante, también aparecen, aunque con menos frecuencia, valvas de braquiópodos desarticuladas o fragmentadas y encajadas unas con otras.

Debido a la buena selección del tamaño de los restos y a la elevada densidad de sus asociaciones, se interpreta que estos crinoides y braquiópodos son elementos resedimentados y alóctonos, es decir, durante

la fase bioestratinómica sus restos experimentaron transporte lateral desde otras áreas más próximas o someras y quedaron atrapados en las «trampas» que las irregularidades del paleorrelieve existente suponían para el sedimento. A pesar del corto transporte experimentado, los crinoides, que se desarticulan muy fácilmente tras la muerte del organismo, dieron lugar a artejos sueltos, mientras que la mayor parte de los braquiópodos, mucho más difíciles de desarticular, conservaron sus valvas cerradas. La conservación hueca de los braquiópodos pone de manifiesto un enterramiento rápido, tras la muerte, lo que implica un fase bioestratinómica breve, compatible con una tasa de sedimentación elevada.

Parada 2. Niveles con altas concentraciones locales de ammonites, belemnites, crinoides y braquiópodos

Localización

La segunda parada del itinerario (Fig. 2) se localiza en la parte baja de la ladera oeste del barranco. En este punto aflora la parte media y superior del tramo estratificado de la unidad de calizas oscuras con braquiópodos. Está formada por bancos decimétricos de calizas packstones grainstones con pelets y restos de fósiles. Los estratos buzan ligeramente a favor de la pendiente, hacia el este, aunque la presencia de pequeñas fallas hace que el buzamiento sea bastante variable.



Figura 6. Detalles de los hard ground ferruginosos con ammonites y belemnites (izquierda) y de las calizas con crinoides (derecha).



Descripción

En el conjunto de calizas oscuras con braquiópodos, no abundan los fósiles bien conservados. Sin embargo, a techo de algunas capas se desarrollan superficies de removilización con encostramientos ferruginosos incipientes (*hard grounds*) que muestran concentraciones de fósiles, consecuencia de una tasa de sedimentación baja en ambientes sometidos a corrientes débiles y ocasionales (Fig. 6). En algunos de estos niveles mejor expuestos se reconocen fragmentos de moldes internos ferruginosos de ammonites, junto a belemnites, que tienden a estar dispuestos con el eje de máxima longitud paralelo a la estratificación pero sin orientación azimuthal preferente. En general, los bioclastos más abundantes son los tallos de crinoides, en parte articulados, y escasos braquiópodos que, a diferencia de los observados en la parada anterior, están completamente rellenos de sedimento. Todas estas características tafonómicas de

la asociación fósil apuntan a que los moldes internos ferruginosos de los ammonites fueron reelaborados para ser enterrados de nuevo, junto con los otros restos, en condiciones de baja tasa de sedimentación y cierto grado de turbulencia pero en ausencia de corrientes unidireccionales. De este modo, los restos esqueléticos experimentaron múltiples modificaciones antes del enterramiento. En otros niveles no ferruginosos pueden reconocerse asociaciones de braquiópodos huecos y crinoides, sin señales de fracturación mecánica o abrasión, semejantes a los presentes en la unidad subyacente.

Parada 3. Tectónica sinsedimentaria: fallas lístricas

Localización

La tercera parada (Fig. 2) se realiza cerca de la parte superior de la ladera oeste del barranco.

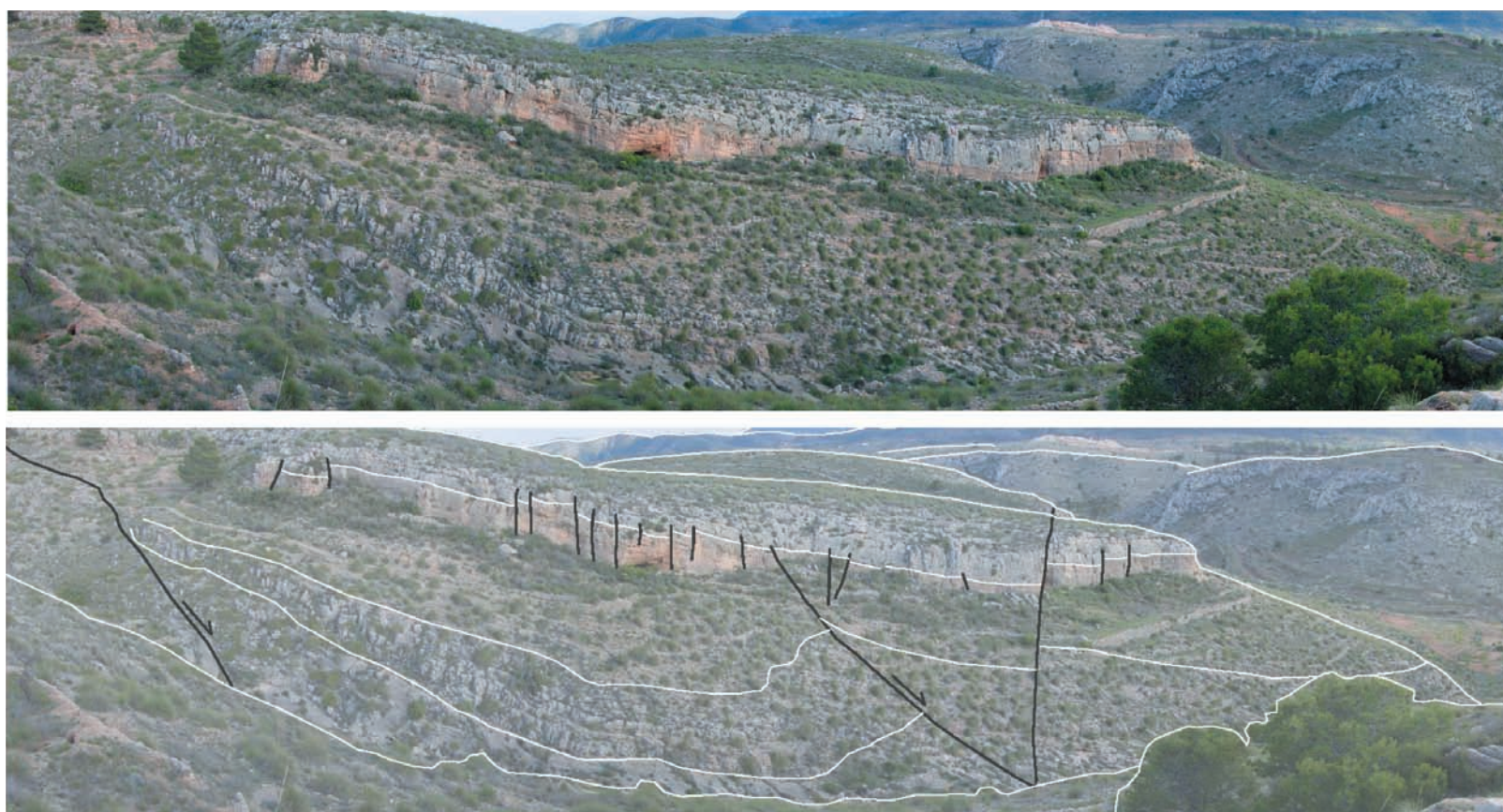


Figura 7. Panorámica de la vertiente este del barranco con las calizas rosadas y las calizas grises con estratificaciones cruzadas afectadas por pequeñas fallas.



Figura 8. Detalle de las pequeñas fallas sinsedimentarias que afectan al nivel ferruginoso centimétrico. Nótese, en el recuadro del ángulo superior derecho, cómo los estratos situados sobre la discontinuidad no se ven afectados por estas fallas.

Descripción

En esta zona se observan buenos afloramientos de la unidad de calizas rosadas, afectadas por diques neptúnicos y fallas sinsedimentarias, así como del nivel centimétrico ferruginoso de su parte superior. Este punto es excelente para observar una panorámica de la ladera este del barranco (Fig. 7), donde se reconoce el carácter carbonato-creciente y estrato-creciente de estas calizas rosadas. También se evidencia la gran continuidad lateral del nivel centimétrico ferruginoso y su contacto neto con la unidad suprayacente. Estas calizas rosadas muestran múltiples fallas pequeñas, espaciadas con intervalos más o menos constantes (algunas de las cuales no afectan a las unidades superiores). Todas estas fallas, de escaso salto (desde pocos cm a 2 m), poseen una dirección similar N120°E a N090° E, aproximadamente.

En el punto de la ladera oeste en el que nos encontramos se pueden observar en detalle varios ejemplos de estas mismas fallas sinsedimentarias. En algún caso

se aprecian evidencias de que estas fallas sólo actuaron durante el tiempo involucrado en el depósito del nivel centimétrico ferruginoso, ya que las calizas grises con estratificación cruzada suprayacentes las sellan sin verse afectadas. Sin embargo, en otros casos, su actividad se prolongó durante el depósito de las calizas grises, ya que éstas muestran dispositivos de capas en cuña (Fig. 8) resultado del relleno del espacio de acomodación con dicha morfología que generaron las fallas lítricas.

Parada 4. Tectónica sinsedimentaria y diques neptúnicos

Localización

A unos 40 m de la parada anterior se llega a un pequeño collado donde se expone con cierta extensión y en buenas condiciones el techo de las calizas rosadas, lo que favorece la observación en planta de los diques neptúnicos que las afectan.



Descripción

La mayoría de los diques tienen gran continuidad lateral y aberturas variables desde milimétricas hasta de pocos decímetros de grosor. En las paradas anteriores se pudo observar cómo los diques pueden penetrar decenas de metros en los materiales infrayacentes. Aquí se puede comprobar su trazado rectilíneo, su orientación general, subparalela a la de las fallas lísticas reconocidas en la [parada 3](#), las diferentes etapas observables en su relleno y sus relaciones de corte.

Los rellenos de estos diques neptúnicos están formados por caliza micrítica de color rosado más o menos intenso (similar al del material que constituye parte del nivel centimétrico ferruginoso suprayacente), que incluye ammonites reelaborados y otros clastos encostrados por óxidos metálicos. Generalmente, sus paredes están

tapizadas por una fina costra marrón oscuro de óxidos metálicos, también semejante a la que aparece en aquel nivel. El evento de tectónica distensiva responsable de la generación de los diques se manifestó en varios pulsos, tal como se evidencia por la presencia de varias generaciones sucesivas de diques. La formación de los diques se inició con la abertura de fracturas en el substrato como consecuencia de la tectónica distensiva. Estas fracturas abiertas actuaron como trampas para el sedimento disponible en el entorno, por lo que se fueron rellenando progresivamente. Como evidencia la [Figura 9](#), los sucesivos pulsos tectónicos dieron lugar a la abertura progresiva de una misma fractura (con varias fases de relleno), así como a la formación de nuevas fracturas subparalelas que podían cortar a diques formados previamente.

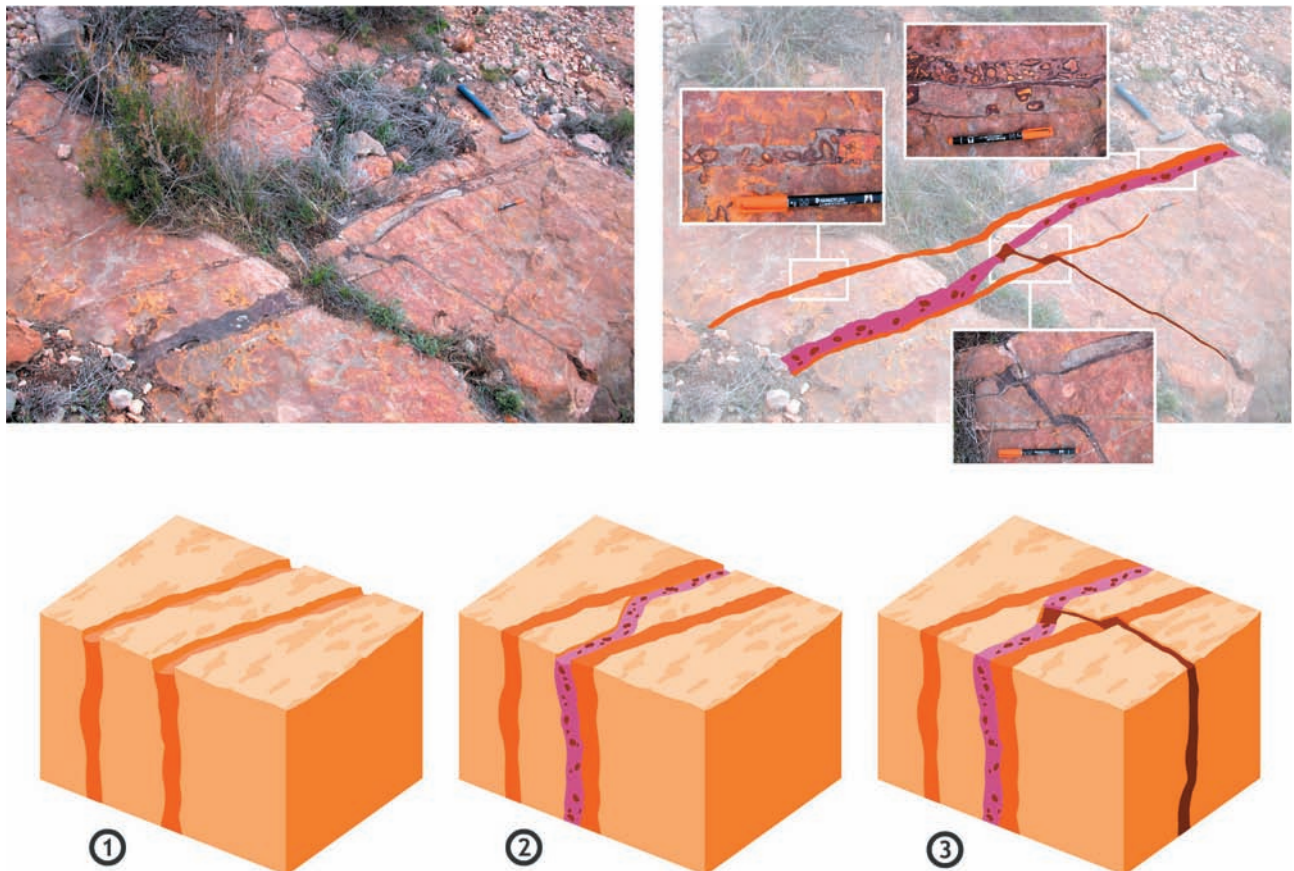


Figura 9. Vista en planta del techo de las calizas rosadas con desarrollo de tres generaciones de fracturas que dan lugar a diques neptúnicos. Esquema evolutivo de los diques neptúnicos; nótese cómo la segunda generación se adapta a las zonas de debilidad que suponen las primeras, mientras que la tercera generación se desvía en las primeras y se amortigua en las segundas.



Parada 5. Concentraciones de ammonites re-elaborados con envueltas ferruginosas y su relación con la tectónica sinsedimentaria

Localización

A unos 30 m hacia el noreste siguiendo la ladera se localiza la siguiente parada.

Descripción

En el sector suroeste del afloramiento, el nivel centimétrico ferruginoso, en el que enraízan los diques neptúnicos y las fallas sinsedimentarias, es muy fino,

con un espesor de unos 2 a 5 cm, y está constituido por caliza ferruginosa y óxidos metálicos finamente laminados. Hacia el norte, en los bloques hundidos por la actividad de dichas fallas, este nivel adquiere mayor espesor y complejidad. En algunos puntos muestra una potencia de hasta 30 cm, pudiéndose distinguir en él varios eventos de depósito (Fig. 10).

El nivel centimétrico se apoya sobre una superficie muy irregular en la que se observan cavidades de diversa magnitud desarrolladas en el techo de las calizas rosadas. Localmente esta superficie puede estar tapizada por una fina costra de óxidos metálicos. La parte baja y media del nivel está formada por caliza micrítica de color rosado intenso, con numerosos clastos centi-

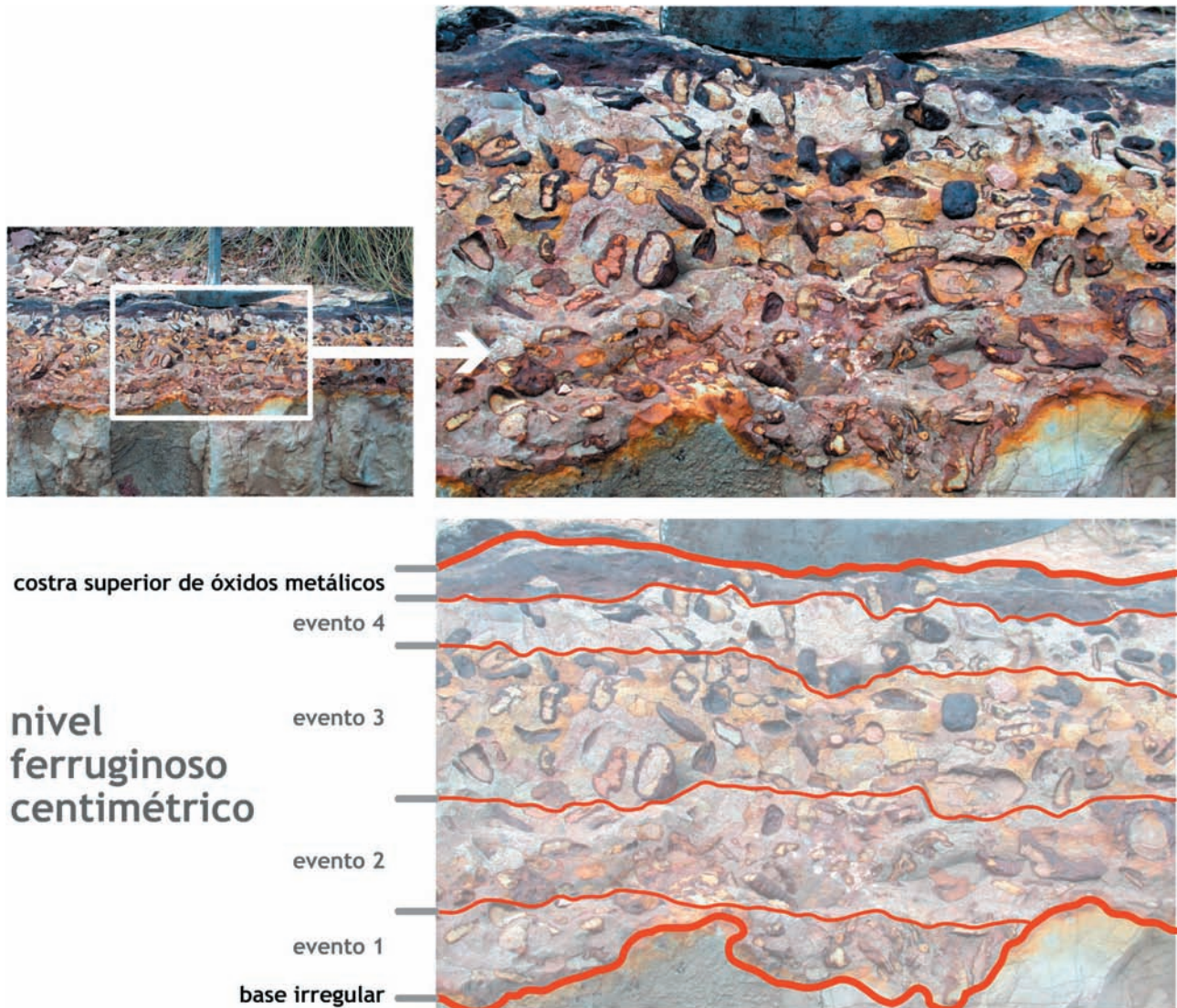


Figura 10. Detalle del nivel ferruginoso centimétrico en el que se aprecia su base irregular, cuatro eventos de depósito y la costra superior compuesta de óxidos metálicos.

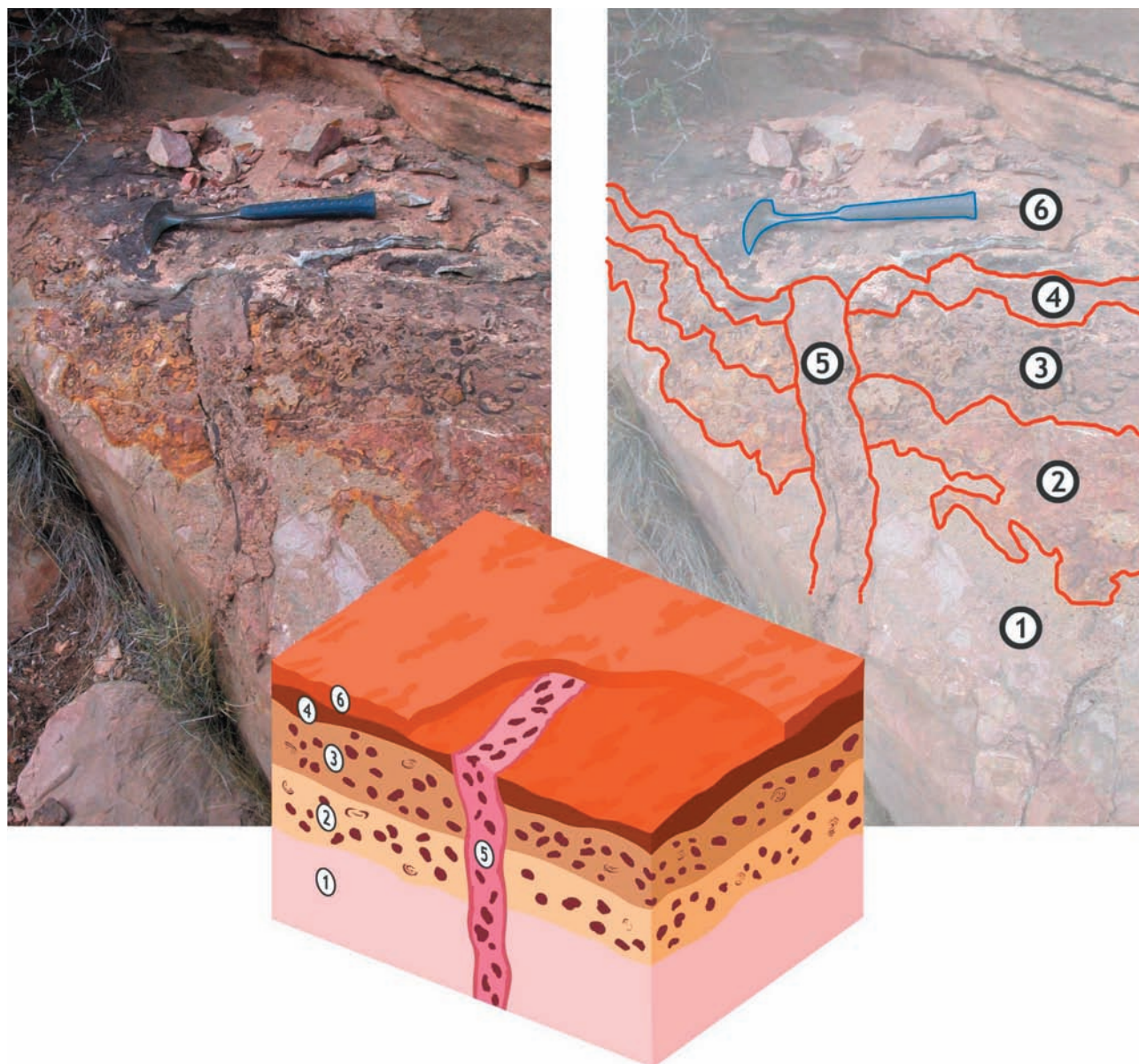


Figura 11. Detalle del nivel ferruginoso centimétrico en el que se aprecia su base irregular dispuesto sobre las calizas rosadas (1), dos eventos de depósito (2 y 3), la costra superior compuesta de óxidos metálicos (4), un dique neptúnico que atraviesa a los anteriores y contiene restos de ammonites reelaborados (5) y finalmente las calizas grises con estratificación cruzada que fosilizan el conjunto (6).

métricos rodeados por una costra ferruginosa de color marrón oscuro. La mayor parte de estos clastos, que se disponen aleatoriamente, son moldes internos de ammonites reelaborados, a veces casi irreconocibles, que en ocasiones muestran facetas de abrasión. También se observan concentraciones de belemnites, artejos de crinoides y bivalvos.

Dependiendo del punto en que se estudie, el nivel centimétrico muestra de dos a seis eventos de depósi-

to de escasa continuidad lateral, individualizables por la abundancia, tamaño, disposición y grosor de los encostramientos en los ammonites que contienen. En este nivel se han muestreado ammonites de los géneros *Dactylioceras*, *Nodicoeloceras*, *Catacoeloceras*, *Hildoceras*, *Osperleioceras*, *Pseudolillia*, *Catullocceras*, *Phymatoceras* y *Hammatocerátidos* de edades muy diferentes comprendidas entre el Toarciense Inferior (parte alta del Jurásico Inferior; hace 188 Millones de años) y el Aale-



niense (parte baja del Jurásico Medio; hace 178 Millones de años). En la parte superior del nivel ferruginoso se observan unos centímetros de caliza ferruginosa y óxidos metálicos finamente laminados. En esta parada, el espesor y el número de eventos de depósito observados en el nivel centimétrico ferruginoso, es máximo. Por ello, este punto es el más favorable para analizar las condiciones paleoambientales responsables de la génesis tanto del nivel ferruginoso como de los restos fósiles que contiene.

En la [figura 11](#) se observa cómo sobre las calizas rosadas (nivel 1) se disponen, en contacto irregular, dos eventos de depósito (niveles 2, 3) reconocibles tanto por la textura del sedimento, como por el tamaño, disposición y encostramiento de los moldes internos de los ammonites que incluyen. Sobre éstos se reconoce un nivel delgado y finamente laminado (4) de óxidos férricos que está atravesado, junto con los niveles anteriores, por un dique neptúnico (5) relleno de sedimento semejante al de los niveles 2 y 3. Por ello, se puede afirmar que este dique, y la actividad tectónica distensiva que lo generó, es posterior, al menos en parte, a la formación de la costra (4) y anterior a las calizas grises con estratificación cruzada (6).

La génesis de estos niveles con moldes internos de ammonites ferruginosos y la costra superior que los recubre es compleja y requiere un amplio intervalo de tiempo para formarse. Como se comentó anteriormen-

te, fósiles de ammonites que aparecen conservados en estos niveles indican edades comprendidas entre el Toarciense Inferior (hace 188 Millones de años) y el Aalenense (hace 178 Millones de años). Sin embargo, esto no significa que los sedimentos representen todo este intervalo de tiempo, ya que su génesis requiere la formación de los moldes internos de ammonites, posterior exhumación, reelaboración e incorporación definitivamente al nivel ferruginoso.

Mientras se estaba formando aquí la costra ferruginosa, en áreas próximas se estaba produciendo la exhumación de moldes internos de ammonites previamente enterrados en el sedimento. Durante un largo intervalo de tiempo los ammonites reelaborados permanecieron expuestos sobre el sustrato, lo que permitió que sobre ellos se desarrollaran envueltas ferruginosas lo que condujo a su encostramiento. Finalmente fueron emplazados aquí en los eventos de removilización y depósito que se reconocen en las [figuras 10 y 11](#).

Parada 6. Las calizas grises con estratificación cruzada y las calizas micríticas blancas

Localización

Se encuentra en el collado situado al nordeste del barranco.

Descripción

Es un punto favorable para la observación, tanto en planta como en sección, de las calizas grises con estratificación cruzada y de las calizas micríticas con las que termina la sucesión jurásica en este área. El contenido fósil de ambas es muy escaso pero destaca la presencia de grandes ammonites en el techo de las primeras ([Fig. 12](#)), que pueden corresponder al Bajociense (hace 176-169 Millones de años), aunque el estado de conservación de los ejemplares estudiados no ha permitido una determinación taxonómica específica.

Parada 7. Vista panorámica del Cerro de la Cruz

Localización

En la parte alta de la ladera oriental del barranco, mirando hacia occidente.



Figura 12. Ammonites truncados por una superficie de removilización, a techo de las calizas grises con estratificación cruzada.



Descripción

Este punto del itinerario permite obtener una visión de conjunto del afloramiento del Cerro de la Cruz. Tal como se planteó en la introducción, nos encontramos en un área de gran interés paleontológico, tanto por la riqueza y diversidad de su registro fósil jurásico, como por la calidad, buena exposición del afloramiento y características de sus facies.

Existen múltiples criterios que se pueden tener en cuenta de cara a la valoración y protección de los yacimientos fósiles. En general, estos criterios se suelen agrupar en tres categorías: científicos, socio-culturales y socio económicos (Mancheño, 2002; Meléndez y Peñalver, 2002). Respecto a los criterios científicos, el yacimiento del Cerro de la Cruz acredita una alta valoración ya que los restos fósiles que aparecen son muy abundantes, diversos y están conservados excelentemente. Además, existe la posibilidad que este afloramiento sea una localidad tipo para algunas especies de braquiópodos y ammonites, actualmente en estudio. Como ya se ha comentado, el interés tafonómico y bioestratigráfico es máximo y constituye una rareza debido a la singularidad de la conservación de algunos de sus fósiles.

Desde el punto de vista socio-cultural, la protección del yacimiento se justifica sobre la base de su fácil acceso, bien conectado con pueblos cercanos, y por su alto valor didáctico. En relación con los criterios socio-económicos, su fragilidad es máxima ya que posee una extensión reducida que puede ser afectada tanto por construcciones como por la actividad de las canteras próximas.

Por todo ello, y de acuerdo con la Ley 4/1998, de 11 de junio, del Patrimonio Cultural Valenciano, se justifica la protección de esta área bajo la figura de Zona Paleontológica; *«lugar donde existe un conjunto de fósiles de interés científico o didáctico relevante»*.

5. ACTIVIDADES Y MATERIALES DIDÁCTICOS SUGERIDOS

Previamente a la realización del itinerario sería recomendable que, en el aula, se explicara a los participantes los conceptos fundamentales relacionados con el proceso de fosilización. También resulta interesante que en el laboratorio se les enseñe ejemplares de fósiles de los distintos grupos que se van a observar en el itine-

rario, así como de los diferentes tipos de conservación que muestran los fósiles.

Para familiarizarse con los aspectos tratados en este itinerario, se exponen a continuación algunas páginas de Internet. No pretende ser una guía exhaustiva de las páginas disponibles sobre el tema, que por otra parte, se puede conseguir fácilmente en Internet mediante buscadores convencionales (Google, Lycos, Yahoo, etc.) o específicos de paleontología.

En la dirección <http://www.educarm.es/paleontologia/index.html>, se puede acceder a información general sobre fósiles del sureste español y de yacimientos comparables con el del cerro de la Cruz.

Alguna información complementaria a los aspectos tafonómicos que se tratan en este itinerario está bien desarrollada en <http://www.ucm.es/info/paleo/taphos/index.htm>, <http://paleo.cortland.edu/tutorial/Taphonomy&Pres/taphonomy.htm> y <http://www.geocities.com/abeisaw/Taphonomy.html>.

En Internet, existen multitud de páginas dedicadas a fósiles de invertebrados. Los fósiles más representativos del yacimiento del Cerro de la Cruz son los ammonites, para los que se sugieren las páginas <http://perso.wanadoo.fr/jean-ours.filippi/anglais/>, <http://perso.wanadoo.fr/herve.chatelier/> y <http://ammonites.port5.com/main.htm>, así como los braquiópodos; <http://www.uky.edu/KGS/coal/webfossil/pages/brachs.htm>, <http://paleopolis.rediris.es/BrachNet/> y <http://www.palaeos.com/Invertebrates/Brachiopods/brachiopoda.htm>.

También resulta de interés la información sobre patrimonio paleontológico de la Provincia de Alicante que se ofrece en <http://www.cult.gva.es/dgpa/>.

BIBLIOGRAFÍA

- Alfaro, P., Andreu, J.M., González, J., González, M., López, F.J. y López, J.A. (2002). Itinerarios geológicos por la Cordillera Bética. Biblioteca Andaluza Arte y Literatura, Consejería Medio Ambiente de la Junta Andalucía, 177p.
- Blumenthal, M. M. (1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central un Süd-West Andalusien. *Eclog. Geol. Helvet.*, 20, 4, 487-592.
- Bonnin, J., Durand-Delga, M. y Michard, A. (2002). La «Mission d'Andalousie», expédition géologique de l'Académie des sciences de Paris à la suite du grand séisme de 1884. *C. R. Geosciences*, 334, 795-808.



- Comas, M. C. (1978). Sobre la geología de los Montes Orientales. Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética. Andalucía). Tesis Doctoral, Univ. Bilbao, 323 p (inéd).
- Fels, A. (1995). Prozesse und Produkte geologischer Kondensation im Jura der westlichen Tethys. Profil, Band 8, 363-472.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1980). Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zone of the Betic Cordilleras. Geol. Mijnb., 59, 155-168.
- García-Hernández, M., Molina, J. M., Ruiz-Ortiz, P. A. y Vera, J. A. (1988). Acuñaientos y geometrías sigmoidales en calizas pelágicas rojas del Jurásico de la Sierra de Reclot (Provincia de Alicante). Congr. Geol. Esp. SGE, 1988, comunicaciones, vol. 1, 83-86.
- Iñesta, M. (1988). Braquiópodos liásicos del Cerro de la Cruz (La Romana, Prov. de Alicante, España). Mediterránea Ser. Geol., 7, 65-77.
- Jiménez de Cisneros, D. (1910). Excursiones á las sierras de Crevillente, Albatera, Cid, Safrá y Rambla Honda (Alicante). R. Soc. Hist. Nat., 10, 134-145.
- Jiménez de Cisneros, D. (1912). Noticia acerca del hallazgo del sistema Liásico en la provincia de Alicante. R. Soc. Hist. Nat., 12, 451-456.
- Jiménez de Cisneros, D. (1915). Noticia acerca de la existencia de la Spiriferina Mörschi Haas y de la S. alpina Oppel en los depósitos del Lías español. R. Soc. Hist. Nat., 15, 435-437.
- Jiménez de Cisneros, D. (1926). De la probable existencia del género Magas en el Lías alpino del SE. de España. R. Soc. Hist. Nat., 26, 174-175.
- Jiménez de Cisneros, D. (1927). El Lías alpino medio del SE. de España. XIV Congrès Géologique International, 3-14.
- Mancheño, M.A. y Romero G. (2000). Patrimonio Paleontológico de Murcia. Marco legal y líneas de actuación. Geotemas 1(2), 313-316.
- Martín-Algarra, A. (1987). Evolución geológica Alpina del contacto entre Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171 p.
- Meléndez, G. y Peñalver, E. (Eds.) 2002. El Patrimonio Paleontológico de Teruel. Inst. Estudios Turolenses, 447 p.
- Molina Cámara, J. M. (1987). Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo. (Provincias de Córdoba y Sur de Jaén). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 518 p.
- Nieto Albert, L. M. (1997). La Cuenca Subbética Mesozoica en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas. Tesis Univ. Murcia, 562 p.
- Sandoval, J. y Checa, A. (2002): Taphonomy of cephalopod concentrations in the Jurassic of the Subbetic (Southern Spain). Current topics in Taphonomy and Fossilization (De Renzi, M., Pardo Alonso, M. V., Belinchón, M., Peñalver, E., Montoya, P. y Márquez-Aliaga, A., eds.), 223-230.
- Seyfried, H. (1979). Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del Jurásico de las Cordilleras Béticas Orientales. Cuad. Geol. Univ. Granada, 10, 317-348.
- Tent-Manclús, J. E. (2003). Estructura y estratigrafía de las sierras de Crevillente, Abanilla y Algayat: su relación con la Falla de Crevillente. Tesis Univ. Alicante, 970 p.
- Vera, J. A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética. Rev. Soc. Geol. España, 1, 373-391.